

**EVIDENCIAS MORFOTECTÓNICAS EN EL SISTEMA DE FALLAS
MAGALLANES-FAGNANO, BORDE TRANSFORMANTE ENTRE LAS PLACAS
SUDAMERICANA Y SCOTIA, ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO,
ARGENTINA**

Onorato, M.R.¹; Perucca, L.P.¹, Coronato, A.^{2,3}, López, R.¹ y Pablo Blanc¹

¹CIGEOBIO-UNSJ-CONICET, Gabinete de Neotectónica y Geomorfología (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de la Roza (oeste) 590, J5402DCS, San Juan, Argentina.

²Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario. CADIC-CONICET. B. Houssay 200 (9410) Ushuaia, Argentina.

³Instituto de Ciencias Polares y Ambiente y Recursos Naturales, Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Onas 450 (9410) Ushuaia, Argentina.

Autor correspondiente: María Romina Onorato

Dirección: CIGEOBIO-UNSJ-CONICET, Gabinete de Neotectónica y Geomorfología (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de la Roza (oeste) 590, J5402DCS, San Juan, Argentina.

e-mail: mronorato@unsj-cuim.edu.ar / onoratomariaromina@gmail.com

Número total de páginas: 28 (sin figuras)

Número total de figuras: 14

Encabezado: Morfotectónica Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano

Resumen

Se presentan y analizan las numerosas evidencias morfotectónicas identificadas a lo largo de la traza del Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano, tales como escarpas de falla que alternan su cara libre al norte y al sur, valles y ríos lineales, control en el drenaje, drenajes desviados, abras de viento e inversión del drenaje, meandros decapitados, lagunas de falla y cuencas de tracción, lomos lineales de falla, entre otros. Los rasgos neotectónicos cartografiados muestran una cinemática sinistral transtensiva en algunos sectores del trazado como en el lago Udaeta y en otros transpresiva. El Sistema de Falla Magallanes-Fagnano muestra desde la cabecera oriental del lago Fagnano hacia el este, una traza bien definida, con una escarpa continua y bien preservada, principalmente desde el río Turbio hasta el lago Udaeta. Desde este último y hacia la costa atlántica, la traza está compuesta por varias secciones, constituyendo un sistema ramificado. Por otro lado, el truncamiento de geoformas de origen glacifluvial correspondientes al Último Máximo Glacial evidencia una reactivación del sistema de fallas en el sector del río Turbio, ocurrida con posterioridad a ca. 26 ka A.P. Finalmente se espera entender la relación entre las morfologías neotectónicas descritas y el sistema de fallas Magallanes-Fagnano, de modo tal de ampliar el conocimiento del potencial de esta fuente sismogénica.

Palabras clave: *geomorfología tectónica, control del drenaje, lagunas de falla, lomos lineales, pseudokarst.*

Morphotectonic evidences of the Magallanes-Fagnano Fault System, transform plate boundary between South American and Scotia plates, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina

Abstract

Several morphotectonic evidence along the Magallanes-Fagnano Fault System trace are herein analysed. Those are fault scarps with alternating northwards and southwards free surface, linear valleys and rivers, drainage control situations as inverted, offset or deflected streams, behead meanders, wind gaps, sag ponds, pull-apart basins and linear ridges, among others. A main left-lateral fault system kinematics is recognizable in the mapped tectonic features, sometimes as transtensive type but transpressive also. A very well-defined trace with a continuous and well-preserved scarps is developed along the Magallanes-Fagnano Fault System from Río Turbio to Lago Udaeta. From here to the Atlantic coast the trace is formed by different sections as a branched fault system. On the other hand, truncated forms of glacialfluvial origin corresponding to the Last Glacial Maximum demonstrates a reactivation of the fault system in the sector of the Río Turbio, which occurred after ca. 26 ka B.P. Finally, it is expected to contribute with the understanding of the relationship between the described neotectonic morphologies and the Magallanes-Fagnano fault system, in order to increase the knowledge of the potential of this seismogenic source.

Keywords: tectonic geomorphology, drainage control sag pond and pull apart basins, linear ridges, pseudokarst.

1. INTRODUCCION

El Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano (SFMF) constituye la principal estructura con actividad tectónica cuaternaria de los Andes Australes, correspondiendo a un sistema transformante entre las placas Sudamericana y Scotia (Fig. 1 y 2). La Isla Grande de Tierra del Fuego (IGTDF) es atravesada longitudinalmente con rumbo O-E por este sistema de estructuras sinestrales y con un arreglo *en échelon* (Fig. 3). En territorio chileno de la IGTDF, el sistema de fallas afecta la cubierta aluvial cuaternaria cuyos rasgos morfotectónicos son la alineación de escarpas y vegetación, drenajes desviados, lagunas de falla y la forma geométrica anómala en los patrones de los ríos (Perucca y Bastías 2008). En el sector argentino de la IGTDF, el sistema de falla se ubica a lo largo de la depresión del lago Fagnano, en cercanías a su costa norte (Lodolo *et al.* 2003, Costa *et al.* 2006), mientras que hacia el este de la cabecera del lago, la evidencia morfológica de actividad cuaternaria puede encontrarse asociada con meandros truncados y cambios bruscos en la dirección de los cauces, truncamiento de abanicos glacifluviales (Coronato *et al.* 2002, 2009) y estructuras post-depositacionales en sedimentos glaciarios (Bujalesky *et al.* 1997). Cabe mencionar que hacia el este de la cabecera del lago Fagnano, la cobertura vegetal es abundante, se compone fundamentalmente por bosque de *Nothofagus pumilio* (conocida comúnmente como “lenga”, roble de Tierra del Fuego, haya austral o roble blanco) rodeadas por turberas de color rojizo de *Sphagnum magellanicum*. El área de trabajo se extiende desde la costa oriental del lago Fagnano, hasta la costa atlántica (Fig. 2).

Algunos de los rasgos morfotectónicos más recientes, es la escarpa creada por el terremoto de 1949 descrita por Schwartz *et al.* (2002) y Costa *et al.* (2006). Estos autores mencionaron que en la cabecera del lago Fagnano existe una escarpa muy degradada, de entre 0,50 y 1 m, que habría sido formada por este evento sísmico, aunque no identificaron componente

transcurrente. El bloque hundido de la falla posee árboles secos aún de pie, resultado de inundaciones causadas por el *seiche* asociado con el sismo de 1949. Sin embargo, en el río San Pablo, a unos 30 km al este de la ciudad de Tolhuin (Fig. 2), la escarpa mide de 5 a 11 m, sugiriendo varios eventos sísmicos, con un bloque elevado hacia el norte que expone depósitos cuaternarios fluvio-glaciares y niveles de terrazas fluviales. Schwartz *et al.* (2002) y Costa *et al.* (2006) identificaron grietas tensionales con diseño escalonado, grábenes coaxiales, depresiones y abovedamientos de empuje en las inmediaciones de la intersección del río San Pablo con el trazo de la falla. En este mismo sector del río San Pablo se identificó una escarpa que, por sus dimensiones, correspondería a una escarpa previa desarrollada a partir de varios eventos más antiguos que el de 1949, con ruptura en superficie (Costa *et al.* 2006).

En este trabajo se presentan evidencias morfotectónicas identificadas en el paisaje glacial a lo largo del SFMF, cuyo origen data al menos desde el Pleistoceno tardío-Holoceno. Estas consideraciones aportan nuevo conocimiento sobre las características principales del tramo estudiado del SFMF, desde la cabecera oriental del lago Fagnano hasta la costa atlántica y su influencia en los rasgos del relieve.

2. MARCO GEOLOGICO

El borde de placas entre Sudamérica y Scotia, se reconoce desde el extremo oeste del Estrecho de Magallanes hasta el límite de la Plataforma Continental Argentina, al norte de la Isla de los Estados y continúa hacia el este a lo largo de la dorsal de Scotia Norte, terminando en el extremo norte del archipiélago de las Islas Sandwich del Sur (Fig. 1) (Forshyth 1975, Pelayo y Wiens 1989, Klepeis 1994). El SFMF corresponde al segmento sobre la superficie terrestre del borde de placas, con un azimut que varía entre N80° y N100°, extensión

aproximada de 600 km y con dirección dominante a lo largo de la falla de tipo sinistral (Winslow 1982, Cunningham 1993, Lodolo *et al.* 2003).

Torres-Carbonell *et al.* (2008) estimaron en ~ 7 Ma la edad máxima de inicio de la transcurrencia del SFMF, ocurrida durante el Mioceno tardío, coincidente con el nacimiento del límite constructivo entre las placas Sandwich del Sur y Scotia, que a su vez ha sido postulado como responsable del comienzo de la actividad transformante entre las placas Sudamericana y Scotia. Gonzalez Bonorino *et al.* (2012) consideraron que las fallas que conforman el SFMF tienen edades probables entre 0,9 y 6,4 ka AP. Mediciones en las estaciones de GPS ubicadas a ambos lados de las principales fallas de las placas de América del Sur y Scotia, muestran una tasa de deslizamiento de alrededor de 5 mm / año (Del Cogliano *et al.* 2000). Por su parte Smalley *et al.* (2003) y DeMets *et al.* (2010) señalaron movimientos relativos en todo el SFMF a tasas de entre 6,6 y 9,6 mm / año.

Respecto a la estratigrafía regional, en el área de estudio se reconoce una sucesión volcano sedimentaria predominantemente marina del Jurásico medio-superior, y depósitos correspondientes a un ambiente de plataforma profunda, talud y planicie abisal de edad cretácica temprana (Olivero y Martinioni 2001, Gonzalez Guillot *et al.* 2016). Se reconocen además afloramientos de edad mesozoica a cenozoica correspondientes a las pizarras y sedimentitas marinas del Paleógeno y Neógeno (Malumián *et al.* 1994).

Durante el Cuaternario, la glaciación del Pleistoceno en Tierra del Fuego se extendió ampliamente en su territorio (Coronato *et al.* 2004, Rabassa 2008). La primera de ellas fue reconocida en las crestas morénicas que rodean la cabecera del lago Fagnano y 20 km al este, cerca de laguna Pescado (Fig.2); las otras se ubicaron entre las sierras de Lucio López e Irigoyen, cerca de la actual costa del Océano Atlántico (Fig. 2, Coronato *et al.* 2009, Moy *et al.* 2011). Meglioli (1992) identificó diferentes unidades de drift (es decir, depósitos sedimentarios glaciogénicos) alrededor del lago Fagnano.

Bujalesky *et al.* (1997) describieron la secuencia glaciofluvial y glaciolacustre de un ambiente deltaico proglacial ubicado sobre la margen sur del lago Fagnano. La datación por ^{14}C de la turba fósil interpuesta en capas lacustres, que cubre los lechos infra y subyacente a la unidad de till más alta en sus descripciones, ha dado edades comprendidas entre 39.500 y >58.000 años A.P. Esto indicaría que la formación de los depósitos deltaicos habría tenido lugar durante un avance de hielo antes del último máximo glacial (LGM), probablemente en el Estadio Isotópico 4 (alrededor de 90 a 60 ka, en la parte inicial del Pleistoceno tardío). Coronato *et al.* (2002) mapearon las geoformas glaciales de la región oriental de la cabecera del lago Fagnano, y sugirieron la presencia de morenas basales al este de la laguna Pescado (Fig.2), modificando así las ideas propuestas por Caldenius (1932) sobre la expansión máxima del hielo al este así como las de Meglioli (1992).

Grandes glaciares provenientes de la Cordillera Darwin cubrieron Tierra del Fuego y fluyeron hacia el norte, sur, oeste y este, alcanzando la actual plataforma submarina del océano Atlántico (Meglioli *et al.* 1990, Isla y Schnack 1995) y generando grandes y profundos valles glaciarios, luego inundados en parte por el mar durante el Holoceno. El valle del lago Fagnano fue ocupado por un paleoglaciario que fluyó por el centro de Tierra del Fuego a través de diferentes lóbulos que actuaron como las líneas de desagüe hacia el Océano Atlántico, con un área cubierta de hielo estimada en 4000 km^2 (Coronato *et al.* 2009). Las dataciones de ^{14}C de las turberas basales en sectores cercanos al lago Fagnano muestran que la mayor parte del área, especialmente la porción más oriental y la costa sur, estaban libres de hielo hace 12.300 años A.P. (Coronato *et al.* 2009).

3. METODOLOGIA

Se realizó un análisis geomorfológico y estructural del área de estudio utilizando modelos de elevación digital (MED) generados con el software de acceso libre *QGis 3.4 Madeiras*,

imágenes *Digital Globe* proporcionadas por *Google Earth*® y fotografías aéreas oblicuas tomadas desde un avión. Se utilizaron imágenes *ALOS PALSAR Global Radar Imagery*, 2006-2011, de 12,5 m de resolución espacial, de acceso gratuito y libre descarga en: <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/download-data/>. Las imágenes además fueron procesadas con herramientas del software GMT 5 (*Generic Mapping Tools*) para obtener bloques en 3D.

El trabajo en el campo consistió en el reconocimiento, clasificación y descripción de los elementos morfoestructurales (escarpas, lagunas, lineamientos, entre otros) de los sitios de detalle seleccionados previamente durante las tareas de gabinete.

Mediante el uso del GPS diferencial *Mobile Mapper*, modelo *Magellan, Thales* se realizaron tres transectas (T1, T2 y T3) sobre la traza principal del SFMF en el sitio laguna de Los Castores ($54^{\circ}33'5.07''S$ / $67^{\circ} 3'0.16''O$) con el objetivo de medir las alturas de las escarpas. Se aplicó un modo cinemático con registro de observaciones cada 1 segundo y procesamiento de datos de tipo post-proceso ajustando a la base Ramsat, más cercana que ofrece en su web el IGN, denominada AUTF, y emplazada físicamente en el Aeropuerto Internacional Malvinas Argentinas de la ciudad de Ushuaia. El software utilizado para realizar los procesos de líneas de base es el *GNSS Solutions* Versión 2.00.03. La distancia en línea recta entre el levantamiento y estación base ronda los 90 km de distancia, muy superior a lo recomendado por los fabricantes de este tipo de equipos. Sin embargo, se utilizaron valores con índices de confianza que rondan los 50 cm tanto horizontales como verticales; todos aquellos que superaron este valor fueron removidos de la base de datos. En todos los casos se trabajó con un PDOP inferior a 3.5. Se midieron para la transecta 1 (T1): 28 puntos; para la transecta 2 (T2): 18 puntos y para la transecta 3 (T3): 13 puntos. En cada caso se tomaron datos de acuerdo a lo que el equipo podía registrar, ya que el principal factor limitante para estas mediciones fue la cobertura del bosque.

Se realizó muestreo de sedimentos para la datación por luminiscencia ópticamente estimulada (*Optically Stimulated Luminescence*). La muestra fue enviada para su datación a Sao Paulo, Brasil al Laboratório de Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA, siguiendo el protocolo solicitado por el correspondiente laboratorio.

4. EVIDENCIAS MORFOTECTONICAS

El SFMF muestra a lo largo del área de estudio numerosas evidencias morfotectónicas, las más características corresponden a fallas y escarpas de falla, lineamientos, lomos lineales de falla, valles y drenajes lineales, control del drenaje, pseudo-karst, abras de viento e inversión del drenaje, lagunas de falla y cuencas de tracción (Fig. 3).

4.1 Fallas y escarpas de falla

El trazo principal del SFMF está definido principalmente por escarpas de falla, aunque el bosque cerrado de *Nothofagus sp.* y la cubierta de turberas que se extienden en la zona de estudio, sumado a la erosión fluvial intensa, obstaculizan en algunas secciones la identificación de las mismas. Estas escarpas poseen la cara libre expuesta en direcciones opuestas a lo largo del trazado del SFMF es decir, hacia el norte en algunas secciones y hacia el sur en otras.

Las escarpas más notables se identificaron a lo largo de 34 km, desde la cabecera oriental del lago Fagnano y hasta 3,19 km al este del lago Udaeta (Fig. 3). Estas escarpas sugieren un desplazamiento vertical sumado al horizontal, ya que obturaron y perturbaron el patrón del drenaje, modificando el curso de algunos ríos a lo largo de este segmento del SFMF.

Los tramos superior y medio del río Turbio poseen dirección SO pero cuando el curso fluvial llega a la escarpa generada por el SFMF tuerce con dirección E-O hasta desembocar en el lago Fagnano (Fig.3a). En este sector se identificó un afloramiento de aproximadamente 20 m

de altura, ubicado en el codo del río Turbio en la que se aprecian niveles alternantes de arenas, gravas y limo arcillosos, caracterizados como terrazas kame (Coronato *et al.* 2002, 2009). Estos depósitos glacifluviales se presentan en contacto con depósitos coluviales compuesto por niveles de arena y limo arcilloso (Fig. 3a y 4). Se interpreta este contacto por fallamiento normal subvertical con inclinación al SE y rumbo E-O coincidente con el trazo general del SFMF (Fig. 4a y 4b). Esta falla normal se ubica a la misma latitud que la escarpa regional identificada en este sector (Fig. 3a). El afloramiento también posee una falla normal en el extremo noroeste que afecta algunos niveles del depósito glacifluvial y que inclina en sentido contrario a la anterior (hacia el noroeste) (Fig. 4c), no se descarta que esta estructura podría obedecer a un fenómeno gravitacional.

En el sector de laguna de Los Castores (Fig. 3a y 5a), se ubican dos escarpas paralelas de rumbo aproximado E-O y con la cara libre al sur (Fig. 5a). En este sector el SFMF posee una expresión superficial conformada por escarpas compuestas, una principal y otra pequeña asociada (E1 y E2) que fueron medidas con GPS diferencial. La escarpa E1 posee una altura de 37 m en la transecta 1 (T1), 40 m en la transecta 2 (T2), mientras que en la transecta 3 (T3) el relieve en general pierde altura hacia el sur, alcanzando 13 m respecto a los aproximadamente 230 m s.n.m. del nivel de base, que se mantiene en las tres transectas (Fig. 5). La escarpa E2 fue medida en la T1 con una altura de 30 m, en la T2 de 15 m y en la T3 de 11,66 m. Las mediciones para la E2 muestran en general una pérdida de elevación hacia el este, arrojando como resultado una altura máxima para la E1 de 40 m medido en la T2, mientras que en la T3 más cercana a la Estancia La Correntina 1-río San Pablo (hacia el este, fig. 5a y 6a) la altura de la escarpa disminuye a 13 m. La E2 también pierde altura en la T3, con 11,66 m. Las mediciones tanto para la E1 y E2 indican más de un evento sísmico de al menos 1 m de desplazamiento vertical.

En el sector del lago Udaeta (Fig. 2 y 3b) también se identificaron dos escarpas, las cuales controlan la costa norte y sur del lago. Ambas escarpas muestran abundantes árboles caídos, algunos de los cuales están desarraigados masivamente. Sobre la escarpa sur se ha realizado un análisis de estructuras de deformación sedimentaria interpretadas como sismitas Onorato *et al.* (2016). El estudio de estas escarpas en profundidad en el lago se realizó aplicando métodos geofísicos de gravimetría, magnetismo y geoelectrica (Onorato *et al.* 2019). Estos métodos permitieron identificar las fallas norte y sur que generaron estas escarpas, y caracterizar a las mismas como fallas rumbo deslizantes con componente vertical normal, las que formaron la depresión ocupada actualmente por el lago Udaeta. En superficie, la escarpa sur mide alrededor de 4 m (Fig. 6b, Onorato *et al.* 2016).

Desde el lago Udaeta y hacia la costa atlántica, el SFMF está compuesto por varias secciones que se bifurcan formando un diseño ramificado cuya expresión geomorfológica es paulatinamente menos notable hacia el este (Fig. 3c). Se identificaron dos segmentos de falla uno con rumbo NE y el otro SE. Este último es generalmente considerado en la bibliografía como parte del sistema principal de fallamiento (Forshyth 1975, Winslow 1982, Pelayo y Wiens 1989, Klepeis 1994), al igual que en el presente trabajo, por ser el de mayor extensión.

4.2 Lineamientos

Los lineamientos reconocidos en el área de la estancia La Correntina (Fig. 5a) están asociados al eje principal del sistema de fallas, con un diseño paralelo y *en echelon* con rumbo dominante NE. Tal como lo sugiere la figura 7, este arreglo es consistente con un mecanismo transtensional lateral-izquierdo correspondiente a un sistema de fracturas *Riedel* antitética asociado a la estructura principal. Lineamientos de rumbo semejante y *en echelon* fueron observados por Lodolo *et al.* (2003) aproximadamente a 3 km al sureste del lago Udaeta. La mayor parte de estos lineamientos se encuentran controlando el valle del río Irigoyen, poseen

rumbo dominante NE (Fig. 2 y 3b). Este mismo tipo de fracturas han sido descritas en trabajos de Cunningham (1993), Peroni (2012) hacia el sur del área de estudio en el canal Beagle y hacia el oeste en territorio Chileno.

4.3 Lomos lineales de falla o lomos de ballena

Uno de los rasgos morfológicos más destacados del SFMF sobre la topografía de la región, son los lomos lineales. Estos rasgos fueron identificados a lo largo del SFMF, con su mayor extensión en dirección O-E. El lomo lineal de falla ubicado al este del río Turbio, en el sector de la laguna de Los Castores, mide 1,36 km de longitud y 296 m de ancho (Fig. 7a y 8a). Hacia el este, desde el río Turbio, se reconocieron estas morfologías en el sector del río Ginebra, los cuales controlan el drenaje generando un desvío en el mismo (Fig. 7b).

Hacia el este del lago Udaeta también se reconocieron lomos lineales de falla (Fig. 7c) los cuales ejercen en el drenaje un control estructural ya que los ríos se disponen paralelos al eje principal de estas elevaciones. Otro lomo lineal de falla se ubica al oeste del lago Udaeta, sobre el bloque sur en relación al SFMF (Fig. 8b) y mide 998 m de longitud en dirección O-E, con un ancho de 146 m.

4.4 Valles y drenajes lineales

Un ejemplo de este rasgo morfotectónico es el valle lineal del tramo inferior del río Turbio, el cual posee una extensión aproximada de 5 km y un rumbo aproximado E-O a lo largo de la traza principal del SFMF. Es el rasgo más notable en el sector y se identificó desde la cabecera oriental del lago Fagnano hacia el este (Fig. 3a) hasta donde el río Turbio tuerce hacia el sur.

Otros valles lineales, localizados en su mayoría en el bloque sur, poseen un rumbo general NE y O-E están controlados por fracturas *Riedel* antitéticas, muy notables tanto en imágenes satelitales como en los modelos digitales de elevación. A escala regional, el valle Carbajal-

Lasifashaj (VCL), posee una extensión aproximada de 113 km, extendiéndose desde territorio chileno hasta las costas del Canal Beagle con un rumbo NO. Otros valles lineales identificados al SO y NE del cerro Kashem y Nahuin (Fig. 2), son denominados VLKN-S (sur) y VLKN-N (norte), de rumbo ONO, Knokeke (VLK), con un rumbo ENE, y el valle lineal Lucio López (VLLL) con una extensión de 42 km y un rumbo general O-E paralelo al SFMF.

4.5 Control del drenaje

El control del drenaje se evidencia mediante cambios en el diseño, tal como drenajes paralelos, en embudo, drenajes desviados y drenajes desplazados, los que describen a continuación.

Drenaje paralelo:

Comprende los tributarios de arroyos principales que se disponen paralelos o subparalelos al rumbo principal de la falla, ya que los cauces tienen tendencia a recostarse hacia las escarpas.

Un ejemplo de este rasgo se observa al oeste del lago Udaeta (Fig. 7 y 9).

En el área del río San Pablo y al sur del lago Udaeta, la red de drenaje tiene un diseño variado, ya que en algunos sectores es subdendrítico, y en otros se dispone en forma paralela al rumbo de las fallas, con ángulos de confluencia rectos. El río Láinez también muestra este comportamiento antes de atravesar el rumbo principal del sistema de falla. En general este comportamiento se observa con mayor frecuencia en el bloque sur del SFMF. Los ríos tributarios tanto temporales como permanentes tienden a seguir en tramos el rumbo de las escarpas de falla, indicando el alto control activo sobre el drenaje actual.

Drenaje en embudo:

El río Láinez, de régimen permanente y vertiente atlántica, al llegar a la traza principal del sistema de fallas, recibe dos arroyos tributarios que se unen para atravesar la estructura (Fig. 9, círculo b). Estos arroyos tienen comportamiento distinto ya que uno es desviado hacia el

este, luego de atravesar la traza y el segundo, en sentido opuesto, hacia el oeste. Este comportamiento de patrón convergente de ríos que se unen para superar un obstáculo se observa también en los arroyos sin nombre ubicados entre el río Láinez y el lago Udaeta (Fig. 9 círculo c), pero en este caso la diferencia es que este patrón se ha reconocido al norte de la traza de falla y no se ha podido registrar en superficie la estructura, paralela a la anterior, que los controlaría.

Drenaje desviado:

El drenaje en el área analizada presenta una fuerte angularidad debido al control ejercido por el SFMF y estructuras asociadas. El río Turbio es un claro ejemplo de drenaje desviado debido al SFMF (Coronato *et al.* 2002) (Fig. 10). Previamente a ser afectado por el control estructural del SFMF que lo vincula a la cuenca del lago Fagnano, de vertiente magallánica, este río fluía hacia el NE hasta desembocar en el Océano Atlántico, como un afluente del actual río San Pablo.

Drenajes desplazados:

Se han identificado desplazamientos sinestrales de algunas decenas de metros en tributarios menores sin nombre e incluso en algunos cursos importantes tales como el caso del río Ginebra. Este río, ubicado al este del río San Pablo (Fig. 9 círculo a), también muestra un fuerte cambio en el sentido de flujo, ya que llegar a la falla principal, tuerce su rumbo hacia el oeste, debido al control activo que ejerce el SFMF en este sector, fluye paralelo a la orientación de la estructura, para retomar a los 520 m de recorrido, su sentido hacia el noreste.

4.6 Pseudo-Karst

Unos 500 m al este del codo del río Turbio y 30 m por encima de su margen norte, se reconoció una estructura de colapso, la cual posee una morfología de forma semicircular y de anfiteatro (Fig. 3 y 11). Esta depresión está ubicada sobre la escarpa principal generada por el

SFMM. Posee 237 m de ancho y 120 m de longitud y una profundidad de 25 m (Fig. 11). En su base y entre la abundante vegetación del sector, se reconocieron sedimentos arcillosos dispuestos en bancos y la existencia de una vertiente natural que aguas abajo se convierte en un tributario del río Turbio. Se identificaron árboles caídos arrancados desde la raíz. Se infiere una morfología pseudo-kárstica tipo dolina, posiblemente generada por los movimientos tectónicos, tales como las descritas por Grimes (1975). Los pobladores locales comentaron sobre la presencia de una laguna, hoy inexistente, en la base de la estructura mencionada hace unos 10 años aproximadamente (comunicación personal del Sr. Rubén Maldonado), aunque no se tienen datos certeros sobre el tamaño que podría haber tenido, ni la fecha exacta de su formación y/o desecación. En este sitio se reconocieron restos de castoreras. La presencia de embalse de castor indica que había un curso de agua que drenaba el desplome o bien que aprovecharon la laguna natural, por lo que es posible ratificar la existencia de la laguna en tiempos históricos ya que los castores fueron introducidos en la isla en el año 1946 (Sanguinetti *et al.* 2014).

4.7 Abras de viento e Inversión del drenaje

Estos rasgos morfotectónicos se identificaron en las cercanías de la laguna de Los Castores (Figs. 3, 7 y 12). Las lomadas poseen alturas que rondan los 300-350 m s.n.m, en donde los fuertes vientos provenientes del sur y suroeste se canalizan en depresiones formadas por antiguos canales de cauces abandonados (*wind gaps*), actualmente no-funcionales y provocan la caída de gran cantidad de árboles, a modo de piezas de dominó (Fig. 12). Por otro lado, los drenajes con menor poder erosivo, se encuentran controlados por las estructuras y presentan un patrón de drenaje invertido, tal como se aprecia al oeste del lago Udaeta y al este del río homónimo en los que la dirección del flujo es contraria a la general de la red de drenaje (Fig.

3). Las inversiones de ríos se observaron tanto en el frente como en el dorso de las escarpas y principalmente en el bloque sur respecto al SFMF.

4.8 Lagunas de falla (*Sag ponds*)

Se reconocieron en el área de estudio y a lo largo de la traza del SFMF alrededor de siete lagunas de fallas (*sag ponds*), en su mayoría asociadas a lomos lineales y a escarpas de falla (Fig. 7). Estas lagunas varían en tamaño y se han reconocido en el bloque sur de la falla principal, el que, se considera más bajo respecto del bloque norte. La laguna de Los Castores (Fig. 7), posee una estructura elongada con su eje principal paralelo al rumbo del SFMF, y se ubica entre dos lomos de falla. No se dispone aún de datos sobre su profundidad ni se conoce su topografía subacuática debido a su difícil acceso.

En el sector de Estancia La Correntina 2, se reconoció una laguna temporaria que forma parte de uno de los tributarios del río San Pablo (Fig. 13). Posee dimensiones variables de acuerdo a la época del año, que alcanzan los 160 m aproximadamente de longitud en el rumbo de la falla por lo que se la considera también una laguna de falla.

4.9 Cuencas de tracción

Onorato *et al.* (2017) señalaron, sobre la base de sus características geomorfológicas y estructurales, un origen tectónico para el lago Udaeta, sugiriendo una posible cuenca de tracción del tipo *pull-apart* debido entre otras características a su forma sub-circular, la morfología de las costas norte y sur controladas estructuralmente por escarpas con rumbo E-O, los altos valores de pendiente del talud en la cuenca, la topografía subacuática y los sedimentos de fondo del lago. Además, Onorato *et al.* (2019) aplicaron métodos geofísicos que permitieron la identificación en profundidad de estas estructuras, interpretadas como fallas en la costa norte y sur, en concordancia con los escarpes observados en superficie.

5. DISCUSIÓN

La evidencia geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria descrita en este estudio y en trabajos previos (Coronato *et al.* 2002, 2009, Schwartz *et al.* 2002, Costa *et al.* 2006, Perucca y Bastías 2008, Gonzalez Bonorino *et al.* 2012, Perucca *et al.* 2015 y Onorato *et al.* 2019) muestra rasgos muy recientes, en algunos tramos originados en tiempos históricos. Las escarpas de falla son la evidencia directa principal de la componente de desplazamiento vertical del SFMF. Por ejemplo, la escarpa creada durante el terremoto de 1949, descrita por Schwartz *et al.* (2002) en el lago Fagnano, si bien se encuentra actualmente muy degradada, posee entre 0,50 y 1 m de altura. Durante este sismo se determinó un desplazamiento cosísmico vertical con una componente lateral izquierda submétrica (indeterminada). Costa *et al.* (2006) reconocieron escarpas de hasta 11 m de altura en los alrededores de Estancia La Correntina-río San Pablo (Fig. 2). Estos autores analizaron el registro paleosísmico de la falla en una trinchera, y realizaron dataciones de ^{14}C del material turboso, que les permitió efectuar un análisis crono-estratigráfico de los últimos 8.000 años, interpretando por lo menos dos eventos sísmicos con rupturas superficiales, previos al sismo de 1949. Sobre la costa sur del lago Udaeta, se realizaron dataciones dendrocronológicas las cuales sugirieron una ruptura en la escarpa del SFMF ocurrida en 1883 ± 5 y 1941 ± 10 , las cuales podrían corresponder al sismo del 1 de febrero de 1879 (Intensidad VI en la Escala de Mercalli Modificada) y al del 17 de diciembre de 1949 (Ms 7,8) respectivamente (Cisternas y Vera 2008, Pedrera *et al.* 2014).

Además cabe resaltar que los datos de sismicidad histórica e instrumental recopilados por Schwartz *et al.* (2002) muestran la ocurrencia en la región de por lo menos seis sismos con $\text{Ms} > 6,3$ desde 1879, lo que permite considerar una actividad sísmica aún mayor.

Cabe mencionar que la componente vertical observada o informada de los sismos de 1949 nunca fue mayor de 1 m por lo serían necesarios varios eventos durante el Cuaternario para generar tales escarpas.

Por otro lado, las escarpas identificadas en los sectores del codo del río Turbio y la laguna de Los Castores poseen alturas mayores, así como las analizadas en el lago Udaeta, permitiendo interpretar un comportamiento diferencial para cada uno de estos tramos.

Las evidencias del control del drenaje debido a las estructuras del SFMF sugieren del mismo modo actividad tectónica reciente. El análisis de los rasgos geomorfológicos y la datación realizada en el sector del codo del río Turbio, permiten proponer al menos dos etapas importantes para explicar su evolución y situación actual.

Paleorío Turbio de vertiente Atlántica

El río Turbio tiene sus nacientes en la vertiente norte de las sierras de Lucio López, a una altura aproximada de 800-900 m s.n.m (Fig. 14). Sobre la base de las evidencias geomorfológicas, se interpreta que este río drenaba en dirección al NE, confluyendo con el río San Pablo, en un sector de su cuenca media (etapa 1, Fig. 14). Durante el desarrollo del Último Máximo Glacial, habría actuado como corriente de *outwash* de los cuerpos de hielo que ocuparon el mencionado frente montañoso. La carga detrítica de la corriente de agua se depositó en forma de abanico glacifluvial sobre una planicie del mismo origen, resultante de la posición de retroceso del paleoglacial Fagnano, ubicado en cercanías a la localidad de Tolhuin (Fig. 2; Coronato *et al.* 2002, 2009) (etapa 2, Fig. 14).

Actual río Turbio de vertiente Pacífica

El río Turbio en su cuenca media es controlado estructuralmente por el lineamiento del río Turbio (Figs. 3 y 14) y fluye hacia el noreste, hasta llegar a la traza del SFMF, donde la

escarpa con la cara libre al sur controla el drenaje desviándolo hacia el oeste para desembocar en la actualidad en el lago Fagnano (cota aproximada de 26 m s.n.m.) (Coronato *et al.* 2002).

La datación OSL obtenida en depósitos del ápice del abanico arrojó una edad de 26.000 ± 4500 A.P. (Figs. 3a y 14, etapa 3), coincidente con la ocurrencia del Último Máximo Glacial en Tierra del Fuego (Rabassa 2008). Dado que en la actualidad, el ápice del abanico glacifluvial es disectado por una sección del sistema de falla, se interpreta que la actividad tectónica comenzó a manifestarse en el sector, al menos en superficie, luego de 26 ka A.P., posiblemente, durante los diferentes estadios de retroceso del cuerpo de hielo (Coronato *et al.* 2009) o durante tiempos posglaciales (Fig. 14, etapa 3). Una vez generada la escarpa, se produjo una obturación al drenaje y el cambio de nivel de base del río Turbio, el que fue forzado a fluir hacia el oeste, desconectándose de la cuenca del río San Pablo y convirtiéndose en un claro ejemplo de cauce desviado. Esta desconexión habría causado la disminución areal de la cuenca del río San Pablo original, con las consecuencias hídricas, geomorfológicas y morfométricas que ello implica. La formación de esta nueva cuenca hídrica, del río Turbio, es hacia el estrecho de Magallanes, a través del lago Fagnano y de su emisario, el río Azopardo en territorio chileno. Por otro lado, es posible afirmar que el desvío del río Turbio por la presencia de la escarpa de falla implica que la tasa de levantamiento vertical de la falla es mayor al poder erosivo actual de dicho río y que las escarpas se generaron a causa de una reactivación del SFMF durante el Pleistoceno tardío- Holoceno.

En el río San Pablo, a unos 15 km al este de la cabecera del lago Fagnano la escarpa mide de 5 a 11 m, con el bloque elevado al norte que expone varios niveles de terraza y depósitos cuaternarios fluvioglaciales. En el sector de la laguna de Los Castores las escarpas compuestas E1 y E2 arrojaron valores entre 37 y 40 m. Estas diferencias de altura pueden deberse a varias causas posibles: 1) La presencia de lomos lineales de falla al este del actual río Turbio, en el sector donde se realizaron las transectas T1 y T2, 2) Variaciones en la tasa de

deslizamiento a lo largo de la traza, en el tiempo, debido a la erosión, o a la sedimentación en la base de la escarpa, es decir que se alteró la geometría original de la escarpa y se eliminó la morfología primaria y la 3) causa por diferencias en la edad de los coluvios, debido a la geometría de la fallatale como lo señalaron Lund *et al.*(2007) en Utah.

En el lago Udaeta se identificaron dos escarpas que controlan sus costas norte y sur, con rumbo O-E. Los datos obtenidos a través de métodos geofísicos permiten inferir que las escarpas norte y sur habrían sido generadas por fallas de rumbo con componente normal y vergencias opuestas (Onorato *et al.* 2019).

Considerando que los estudios realizados en el SFMF sugieren una edad de inicio de la transurrencia desde el Mioceno tardío y que el desarrollo del abanico glacifluvial comenzó a depositarse hace 26.000+ 4.500 A.P, se interpreta que la formación del abanico glacifluvial durante el Pleistoceno tardío pudo tener lugar en un lapso de poca a escasa actividad del SFMF. Se infiere que el SFMF debió reactivarse en algún momento del Pleistoceno tardío-Holoceno, generando escarpas que disectaron el abanico glacifluvial y ocasionaron el cambio en el sentido del flujo del río Turbio.

6. CONCLUSIONES

Las evidencias morfotectónicas del Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano (SFMF) indican un desplazamiento principal horizontal sinistral con componente vertical. Se destacan escarpas de fallas que alternan su cara libre al norte y al sur, valles y ríos lineales, control en el drenaje, tales como drenaje desviados, desplazados, abras de viento, inversión del drenaje, lagunas de falla, cuencas de tracción y lomos lineales de falla.

El SFMF muestra desde la cabecera oriental del lago Fagnano al este, una traza bien definida, con una escarpa continua y bien preservada, principalmente entre el lago Fagnano (sectores

río Turbio, laguna de Los Castores, río Ginebra, Estancia la Correntina) y hasta el lago Udaeta.

Las observaciones geomorfológicas realizadas en este tramo, permitieron el reconocimiento de la influencia de la actividad neotectónica del SFMF en las geoformas glaciarias cuaternarias. En el sector entre el río Turbio y el río San Pablo, las morenas laterales están separadas por depresiones alargadas que funcionaron como canales de salida de agua de fusión glacial. El abanico glacifluvial del río Turbio se comenzó a formar hace 26.000 + 4500 A.P. mientras el curso de agua drenaba hacia la vertiente atlántica como afluente del río San Pablo. En algún momento posterior a su depositación se reactivó el SFMF en este sector, separando el ápice del resto de la geoforma y forzando el cambio de sentido de escurrimiento del río Turbio hasta ponerlo paralelo al rumbo del sistema de falla para abandonar la vertiente atlántica y desembocar en el lago Fagnano.

Las geoformas identificadas en la zona de trabajo son evidencia de la tectónica transcurrente del SFMF durante el Cuaternario, específicamente la alternancia entre escarpas con cara libre al norte y/o sur debido a la inversión local de los bloques elevados/ hundidos, los drenajes desviados, los lomos de falla, las lagunas de falla y cuencas de tracción. Estas últimas además evidencian predominio de una transurrencia distensiva.

Finalmente, estas evidencias morfotectónicas del SFMF identificadas en el área estudiada permitieron construir un mapa morfoestructural que sintetiza aquellos rasgos morfológicos que comprueban la actividad tectónica del sistema de fallas al menos desde el Pleistoceno tardío-Holoceno. Estas consideraciones aportan nuevo conocimiento sobre las características principales de este tramo del SFMF y su influencia en los rasgos del relieve.

7. REFERENCIAS

- Bujalesky, G. G., Heusser, C. J., Coronato, A. M., Roig, C. E. y Rabassa, J. O. 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, southernmost South America. *Quaternary Science Reviews* 16, 767–778.
- Caldenius, C.C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Dirección General Minas y Geología* 95, 1–164.
- Cisternas, A., Vera, E., 2008. Sismos históricos y recientes en Magallanes. *Magallania* 36, 43–51.
- Coronato, A., Roig, C. y Mir, X. 2002. Geoformas Glaciarias de la region oriental del Lago Fagnano, Tierra del Fuego. 15° Congreso Geologico Argentino. *Actas* 2: 457–462, El Calafate.
- Coronato, A., Seppala, M., Ponce, J. F. y Rabassa, J. 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology* 112: 67–81.
- Coronato, A., Martínez, O., y Rabassa, J. 2004. Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. *Developments in quaternary sciences* 2: 49-67.
- Costa, C. H., Smalley, R., Schwartz, D. P., Stenner, H. D., Ellis, M., Ahumada, E. A. y Velasco, M. S. 2006. Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: the Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociacion Geológica Argentina* 61: 647–657.
- Cunningham, W. D. 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12: 169–186.
- Del Cogliano, D., Perdomo, R. y Hormaechea, J. 2000. Desplazamiento entre placas tectónicas en Tierra del Fuego. 20° Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, *Actas*: 231–234, Mendoza.

- DeMets, C., Gordon, R. G. y Argus, D. F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181: 1–80.
- Forshyth, D. W. 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research* 80: 1429–1443.
- Gonzalez Bonorino, G., Rinaldi, V., del Valle Abascal, L., Alvarado, P., Bujalesky, G. G. y Güell, A. 2012. Paleoseismicity and seismic hazard in southern Patagonia (Argentina-Chile; 50°-55°S) and the role of the Magallanes-Fagnano transform fault. *Natural Hazards* 61: 337–349.
- Gonzalez Guillot, M., Urraza, I., Acevedo, R. D. y Escayola, M. 2016. Magmatismo básico jurásico-cretácico en los andes fueguinos y su relación con la cuenca marginal rocas verdes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 1-22.
- Grimes, K. G. 1975. Pseudokarst: definition and types. 10° Biennial Conference of the Australian Speleological Federation, 6-10, Sydney.
- Isla, F. I., y Schnack, E. 1995. Submerged moraines offshore northern Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9: 205-222.
- Klepeis, K. A. 1994. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research* 99: 22,001-22,014.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A. y Lippai, H. 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22: 1076.
- Lund, W.R., Hozik, M.J. y Hatfield, S.C. 2007. Paleoseismic investigation and long-term slip history of the Hurricane fault in southwestern Utah: *Utah Geological Survey Special Study* 119: 81.
- Malumián, N., Olivero, E. B. y Concheyro, A. 1994. Eocene microfossils from the Leticia

- Formation, Tierra del Fuego Island, Argentina. *Ameghiniana* 31: 398.
- Meglioli, A. 1992. Glacial geology of southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and northern Tierra del Fuego. Unpublished PhD Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, PA, USA.
- Meglioli, A., Evenson, E., Zeitler, P., y Rabassa, J. 1990. Cronología relativa absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. 11° Congreso Geológico Argentino 2: 457-460. San Juan.
- Moy, C. M., Dunbar, R. B., Guilderson, T. P., Waldmann, N., Mucciarone, D. A., Recasens, C., Ariztegui, D., Austin, J. A. y Anselmetti, F. S., 2011. A geochemical and sedimentary record of high southern latitude Holocene climate evolution from Lago Fagnano, Tierra del Fuego. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 1-13.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 175-188.
- Onorato, M. R., Coronato, A., Perucca, L. P., Rabassa, J. y López, R. 2017. Morphobathymetry and surficial morphology of Udaeta Lake, along the Magallanes-Fagnano fault system, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 1–10.
- Onorato, M. R., Perucca, L.P., Coronato, A., Rabassa, J. y López, R. 2016. Seismically-induced soft-sediment deformation structures associated with the Magallanes-Fagnano Fault System (Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina). *Sedimentary Geology* 344: 135–144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.04.010>.
- Onorato, M.R.; Prezzi, C.; Orgeira, M.J., Perucca, L.P., Coronato, A., López, R. y Magneres, I. 2019. Geophysical characterization of Udaeta Lake as a possible pull-apart basin associated to Quaternary tectonic activity along Magallanes-Fagnano Fault System. *Quaternary International* 523:67-79. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.06.025>

- Pedreira, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruiz-Constán, A., Bohoyo, F., Torres-Carbonell, P., Ruano, P., Maestro, A. y González-Castillo, L. 2014. The last major earthquakes along the Magallanes-Fagnano fault system recorded by disturbed trees (Tierra del Fuego, South America). *Terra Nova* 26: 448–453.
- Pelayo, A. M. y Wiens, D. A. 1989. Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research* 94: 7293–7320.
- Peroni, J.I. 2012. Modelado geofísico-geológico de plutones en las Islas Grande de Tierra del Fuego (Argentina) y Navarino (Chile). Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Buenos Aires.
- Perucca, L.P., Alvarado, P. y Saez, M. 2015. Neotectonics and seismicity in southern Patagonia. *Geological Journal* 51: 545–559.
- Perucca, L. P. y Bastias, H. 2008. Neotectonics, Seismology and Paleoseismology. *Developments in Quaternary Science* 11: 73–94.
- Rabassa, J., 2008. Late cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in quaternary sciences* 11: 151-204.
- Sanguinetti, J., Buria, L., Malmierca, L., Valenzuela, A. E. J., Núñez, C., Pastore, H., Chauchar, L., Ferreyra, N., Massaccesi, G., Gallo, E. y Chehébar, C. 2014. Manejo de especies exóticas invasoras en Patagonia, Argentina: Priorización, logros y desafíos de integración entre ciencia y gestión identificados desde la Administración de Parques Nacionales. *Ecología Austral* 24: 183–192.
- Schwartz, D., Stenner, H., Costa, C., Smalley, R., Ellis, M. y Velasco, S. 2002. Rupturas asociadas a los sismos Ms 7.8 de 1949 en Tierra del Fuego: Investigaciones paleosimológicas iniciales. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas: 2–4, El Calafate.
- Smalley, R., Kendrick, E., Bevis, M. G., Dalziel, I. W. D., Taylor, F., Lauría, E., Barriga, R., Cassasa, G., Olivero, E. y Piana, E. 2003. Geodetic determination of relative plate motion

and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4: 1–19.

Torres-Carbonell, P. J., Olivero, E. B. y Dimieri, L. V. 2008. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geologica de Chile* 35: 63–77.

Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock C. (Ed.) *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison: 143–154.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó mediante la ejecución de la beca doctoral CONICET a M.R. Onorato y mediante fondos aportados por el PICT 2012-0628 otorgado a A. Coronato y proyecto IPGH 2018 otorgado a la L. Perucca. CADIC-CONICET (Ushuaia) ofreció los recursos logísticos y equipamiento para el desarrollo del trabajo de campo.

Se agradece a los editores Dres. Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes de este número especial de la RAGA por la invitación a publicar esta versión extendida del resumen presentado en el 7° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Puerto Madryn 2018. Los autores agradecen los valiosos comentarios y sugerencias constructivas de los revisores Dres. Federico Isla y Carlos Costa que mejoraron el manuscrito.



Figura 1: Esquema tectónico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, modificado de Klepeis (1994).

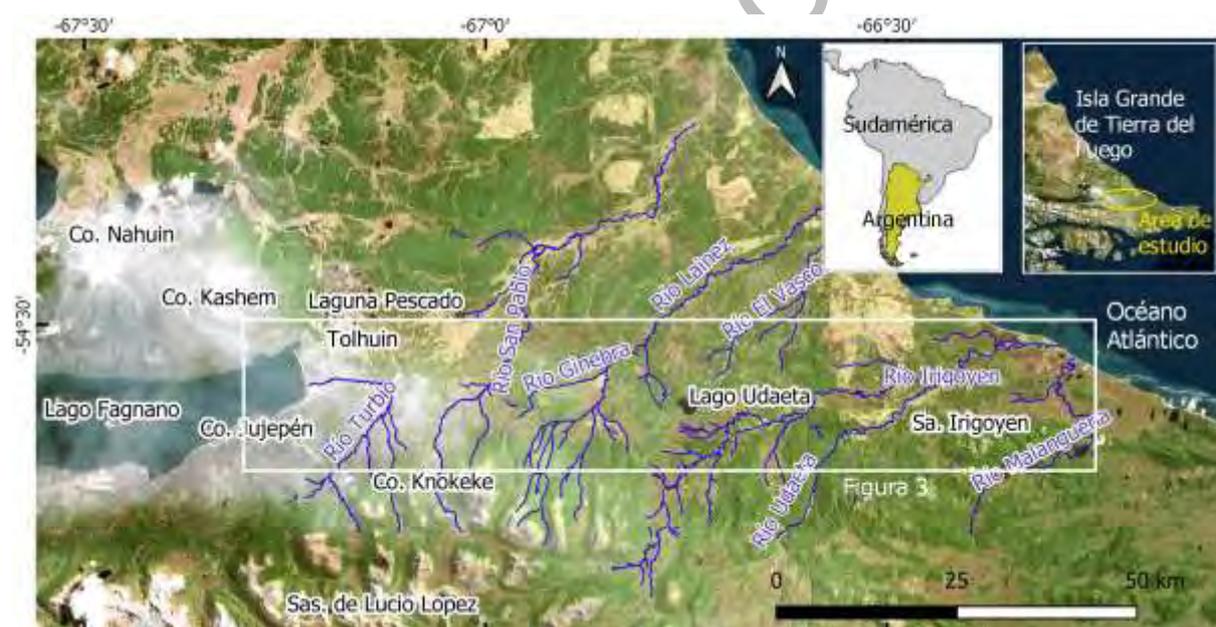


Figura 2: Imagen satelital del área de estudio y ubicación de localidades de interés.

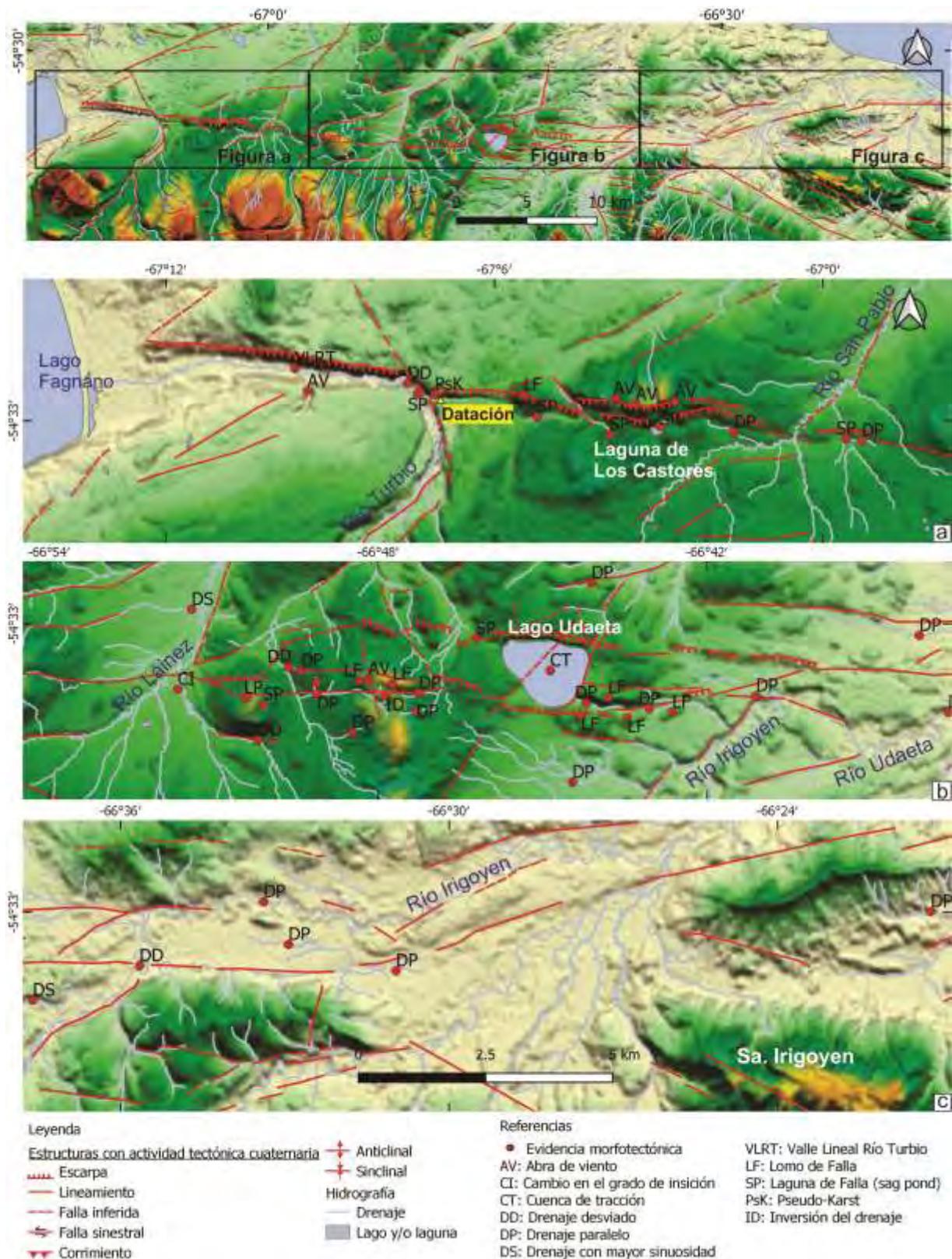


Figura 3: a) Ubicación de las principales evidencias morfotectónicas a lo largo del SFMF entre el lago Fagnano y el lago Udaeta, en base del modelo digital de elevación y ubicación de la muestra datada, b) mapa morfotectónico de detalle de la zona de río Turbio, c) ubicación de las principales evidencias morfotectónicas hacia el este del lago Udaeta.

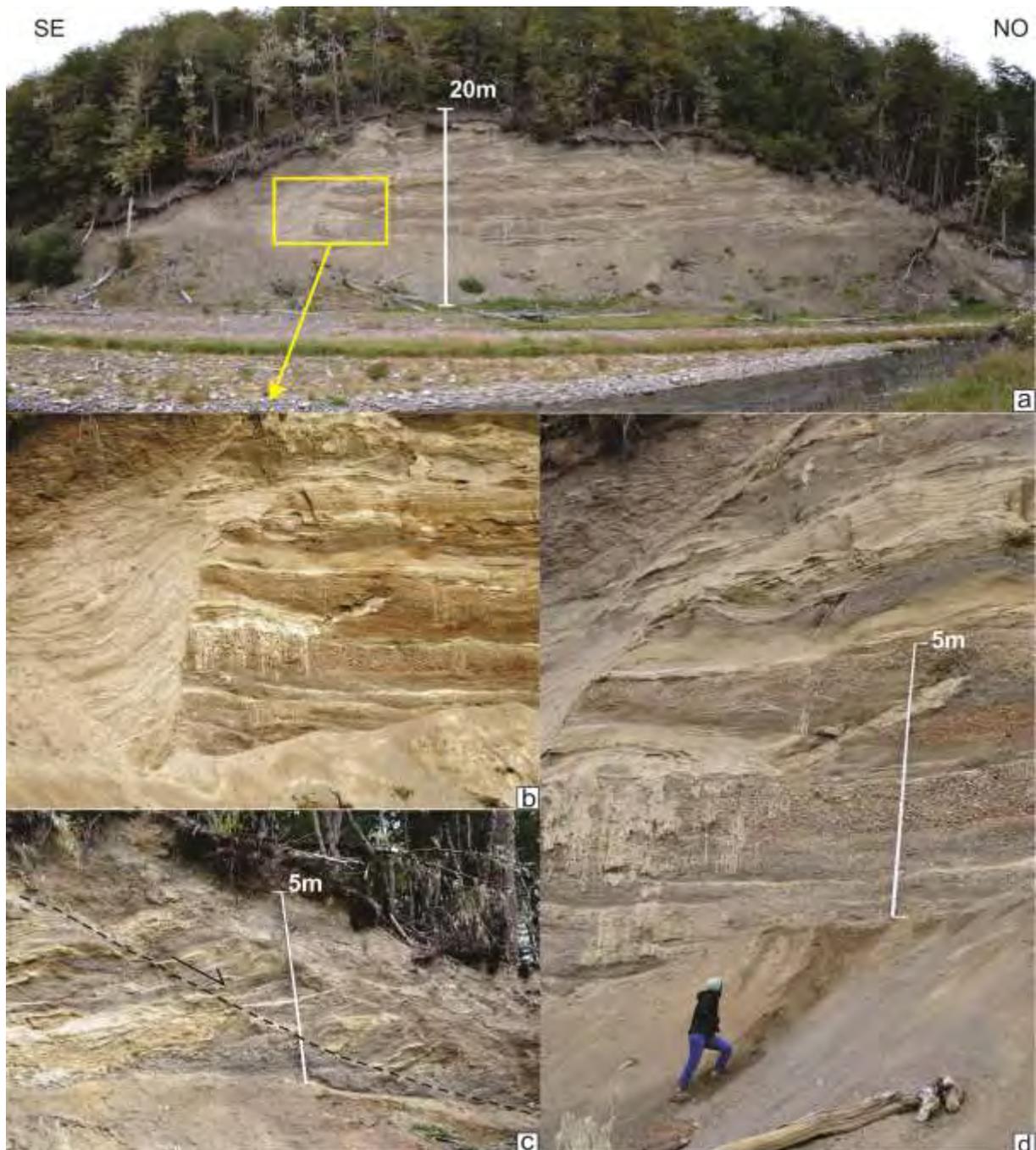


Figura 4: a) Vista del afloramiento ubicado en el codo del río Turbio. Se observa el contacto entre depósitos glacifluviales y depósitos finos suavemente plegados que podrían pertenecer al pie de escarpa, b) detalle de depósitos de pie de escarpa, c) falla normal afectando a los depósitos, d) vista parcial del depósito de kame, compuesto por estratos gravo-arenosos y arenosos de potencia variable.

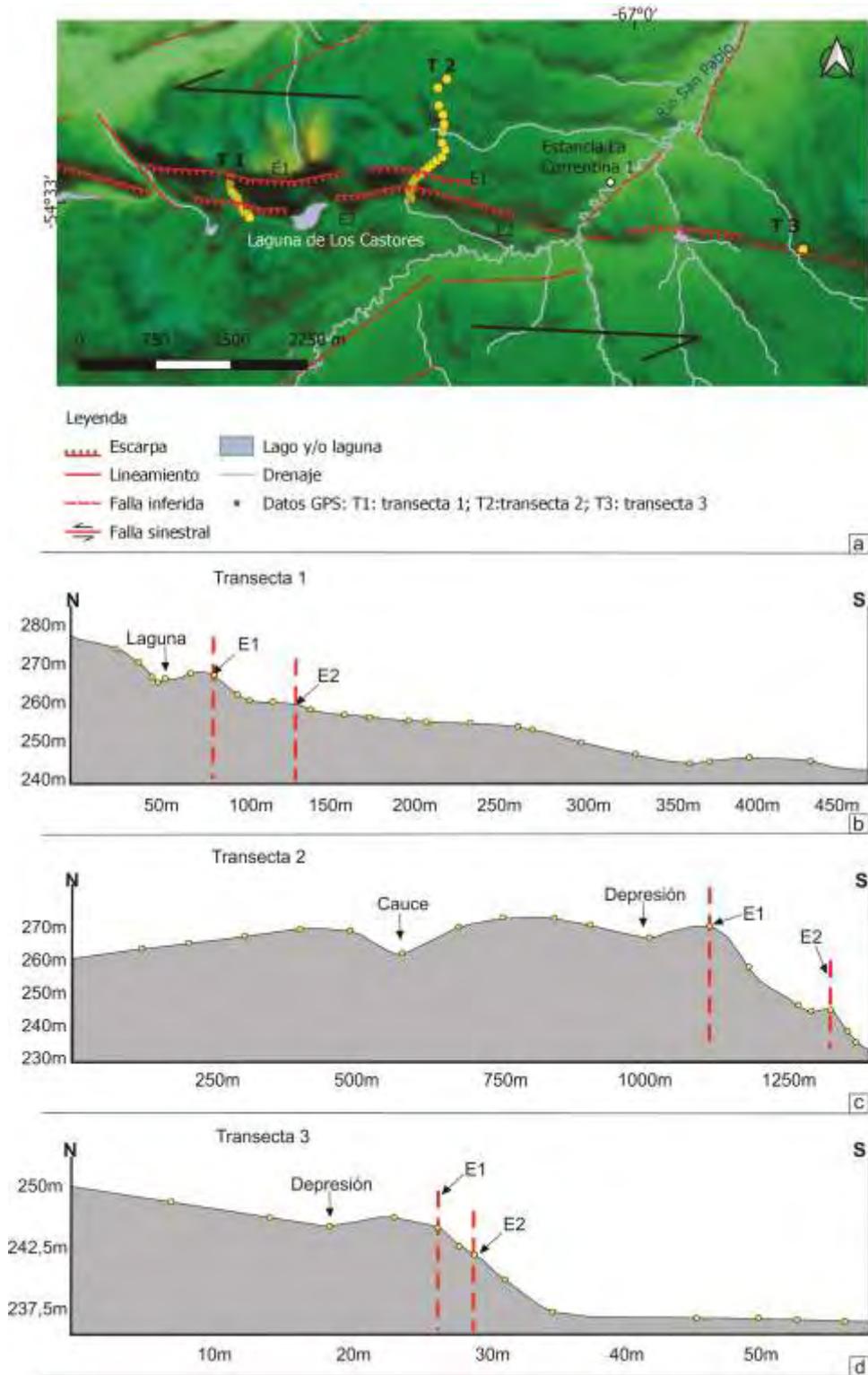


Figura 5: a) Ubicación de las transectas T1, T2 y T3 trazadas perpendicularmente a las escarpas E1 (escarpa 1) y E2 (escarpa 2), b) transecta 1 en la que se aprecian las dos escarpas y una pequeña depresión o laguna generada por éstas, c) transecta 2 con las escarpas y la depresión ubicada al norte, d) transecta 3 con las escarpas más bajas y formación de una depresión en el labio elevado.

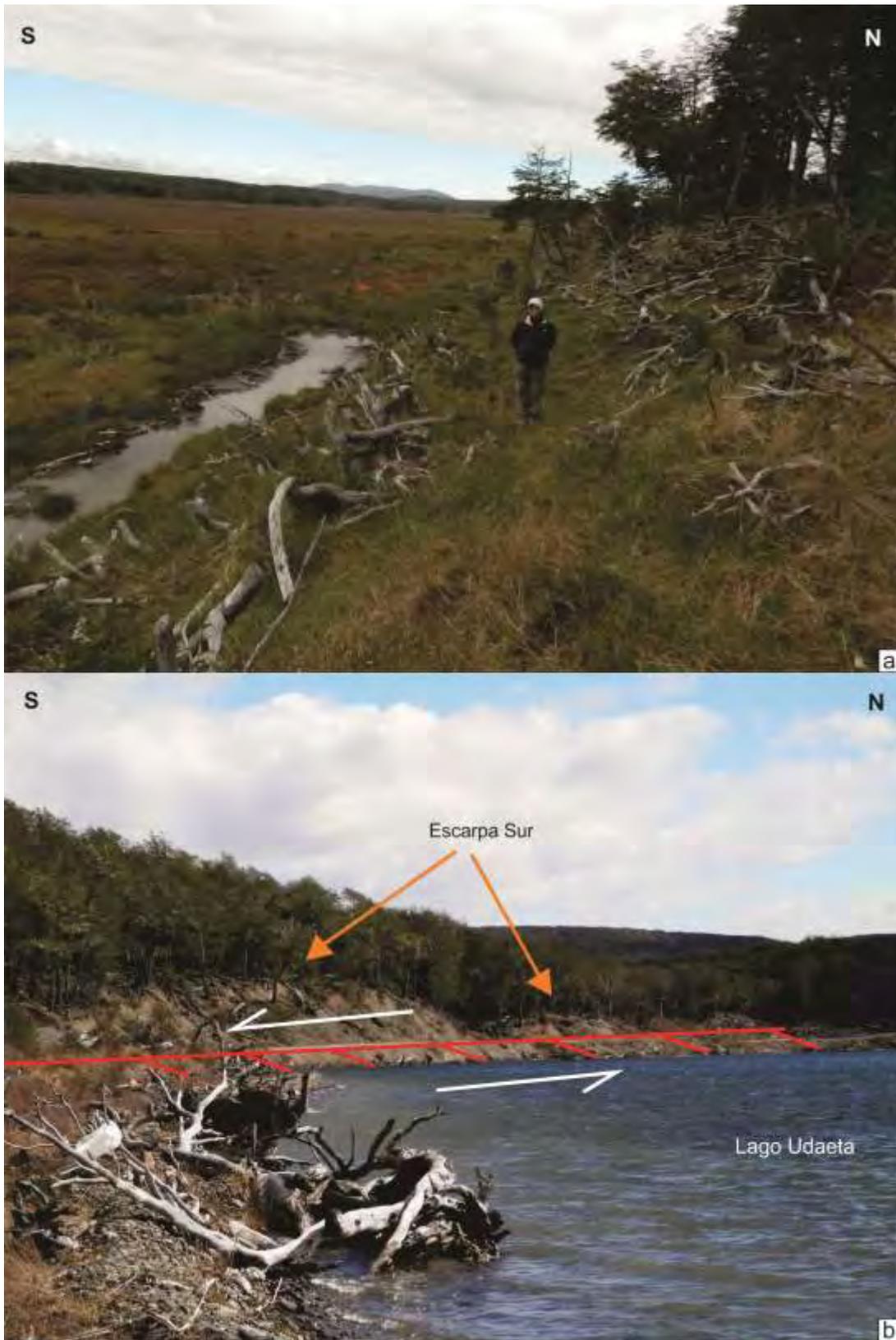
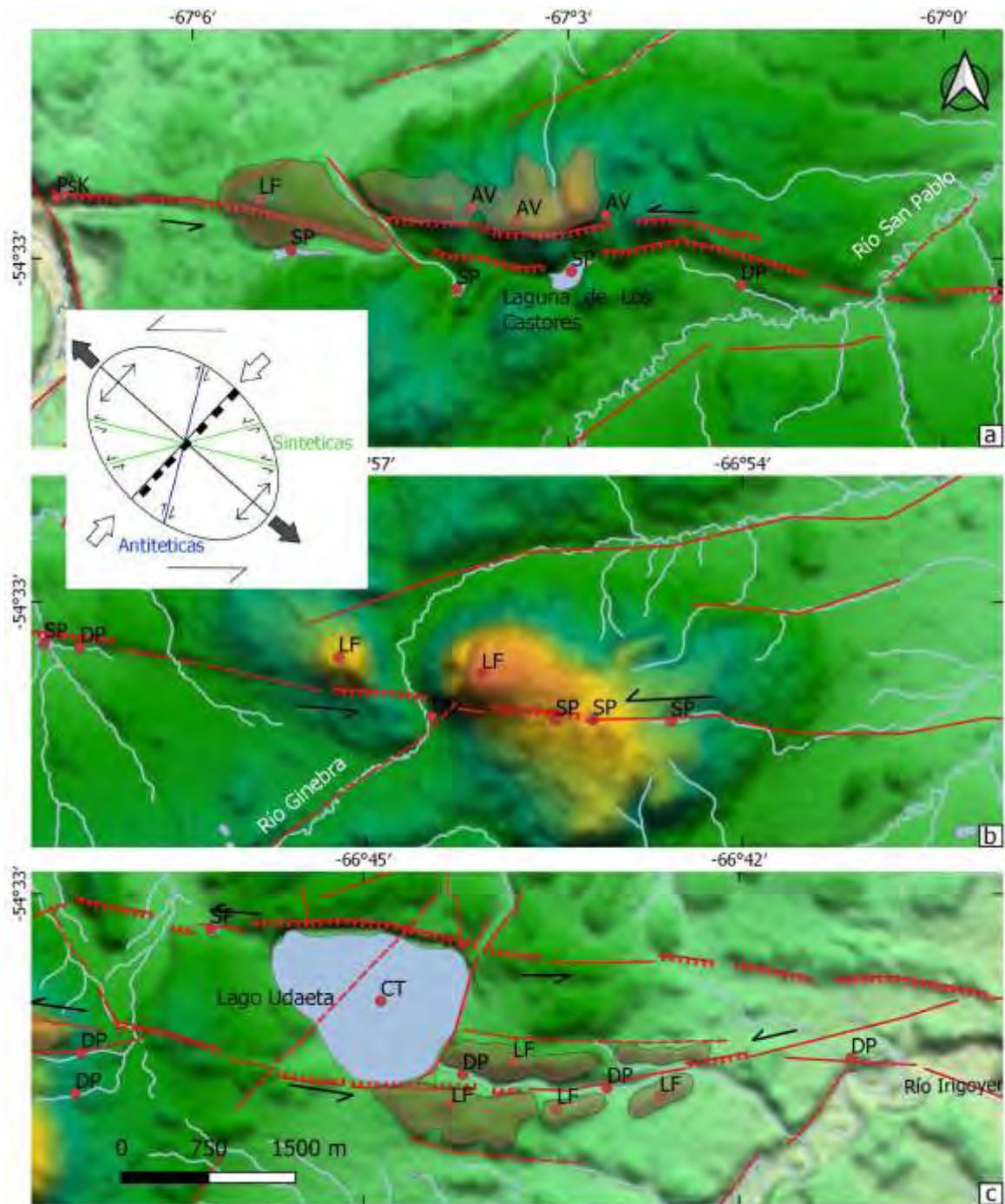


Figura 6: a) Vista al oeste de la escarpa en el sector de estancia La Correntina 2, b) Vista al suroeste de la escarpa generada por la falla sur identificada sobre la costa del lago Udaeta.



Referencias

- | | | | |
|----------------------|---------------------------------|----------------|---------------------------|
| — Drenaje permanente | ● Evidencias morfoestructónicas | Escarpes | --- Falla inferida |
| ■ Lagunas | ■ Lomos lineales de falla | — Lineamientos | → Desplazamiento inferido |

Figura 7: a) Lomos lineales de falla en el sector de la laguna de Los Castores, b) Lomos lineales de falla en el sector del río Ginebra, c) Lomos lineales de falla en el sector del lago Udaeta. El elipsoide señala las cizallas *Riedel* antitéticas, que se corresponden con los lineamientos *en echelon* con rumbo dominante NE. Referencias de evidencias morfoestructónicas: LF: Lomo lineal de falla, SP: Laguna de falla (sag pond), AV: Abra de viento, DP: Drenaje paralelo, DD: Drenaje desviado CT: Cuenca de tracción (pull-apart).

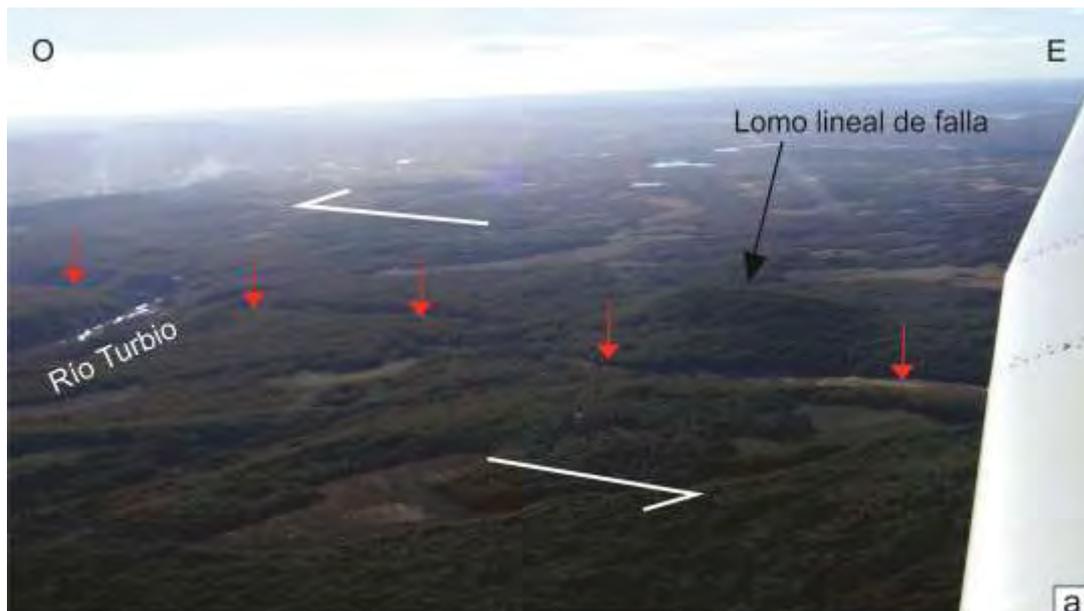


Figura 8: Vista aérea oblicua: a) lomo lineal de falla al este del río Turbio; b) lomo lineal de falla al oeste del lago Udaeta.

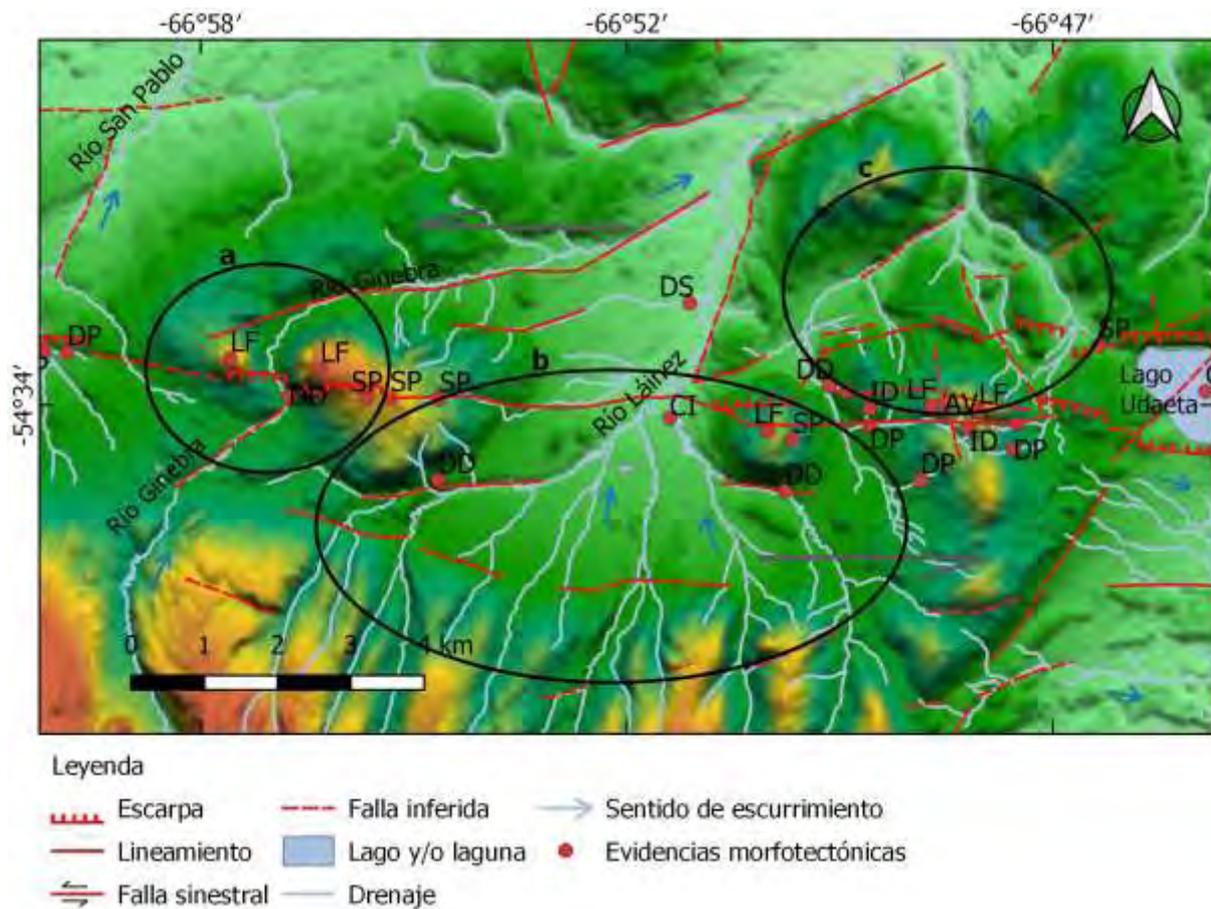


Figura 9: Rasgos morfotectónicos asociados a aspectos de la red de drenaje. Los círculos negros indican: a) desplazamiento del río Ginebra; b) patrón en embudo del río Láinez; c) patrón en embudo de los arroyos sin nombre ubicados al oeste del lago Udaeta. Referencias de evidencias morfotectónicas: DP: Drenaje paralelo, LF: Lomo lineal de falla, DD: Drenaje desviado, SP: Laguna de falla (*sag pond*), CI: Cambio en el grado de incisión, DS: Drenaje con mayor sinuosidad, AV: Abra de viento, ID: Inversión de drenaje.

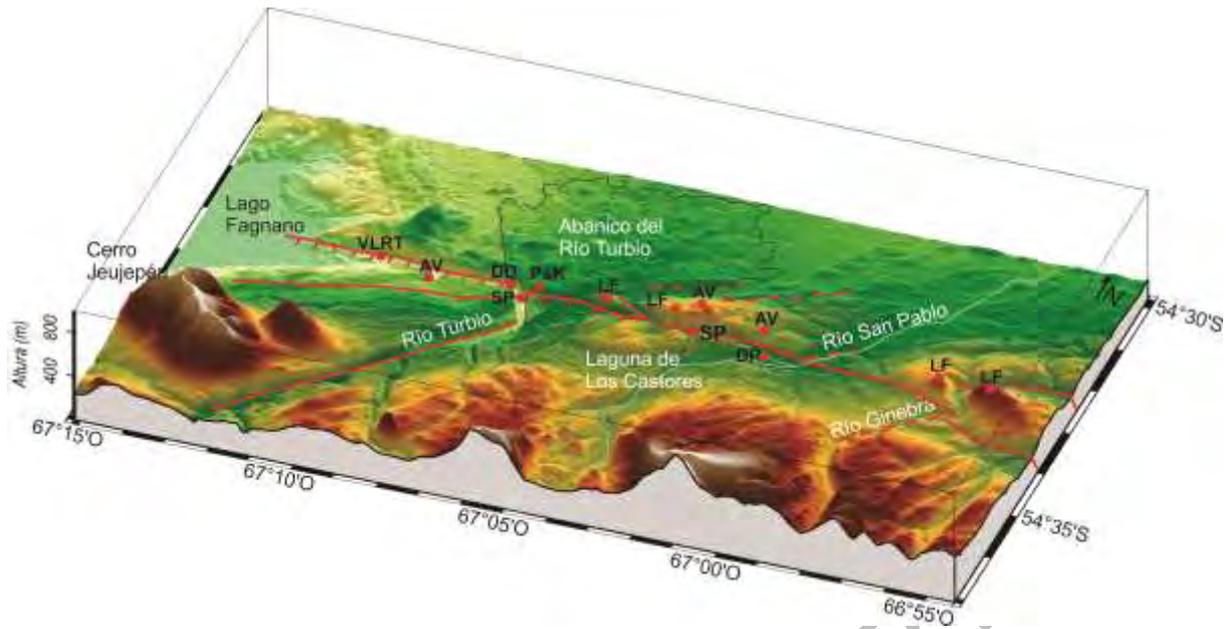


Figura 10: Bloque diagrama donde se señalan evidencias morfotectónicas actuales. Referencias de evidencias morfotectónicas: VLRT: Valle Lineal Río Turbio. AV: Abra de viento, DD: Drenaje desviado, SP: Laguna de falla (*sag pond*), PsK: Pseudo-Karst, LF: Lomo de falla, DP: Drenaje paralelo.



Figura 11: Vista al oeste de la depresión (dolina) originada por pseudo-karst reconocida en el sector del codo del río Turbio (flecha azul indica por donde drenaba la laguna).



Figura 12: Vista aérea oblicua hacia el sureste de abras de viento en el sector de la laguna de Los Castores.



Figura 13: Vista aérea oblicua de un *sag pond* en sector de Estancia la Correntina 2.

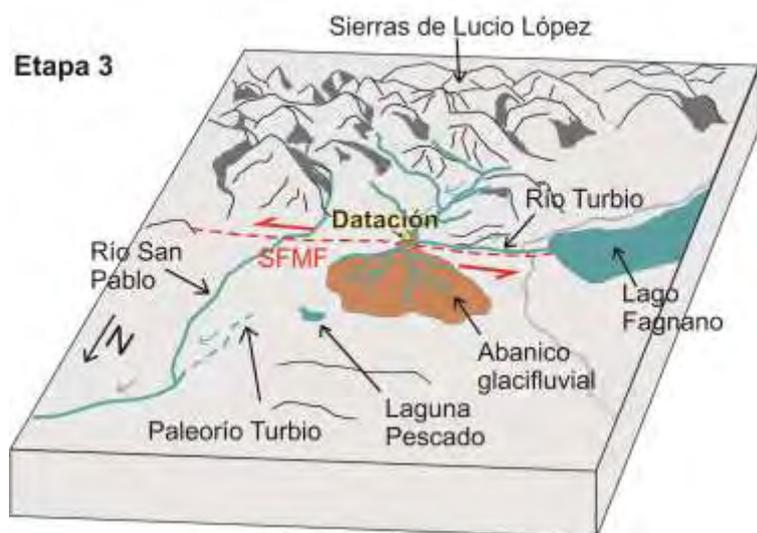
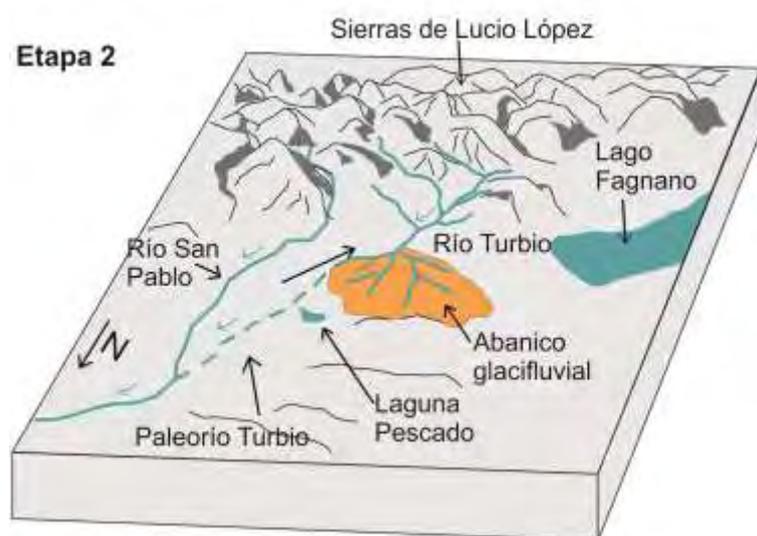
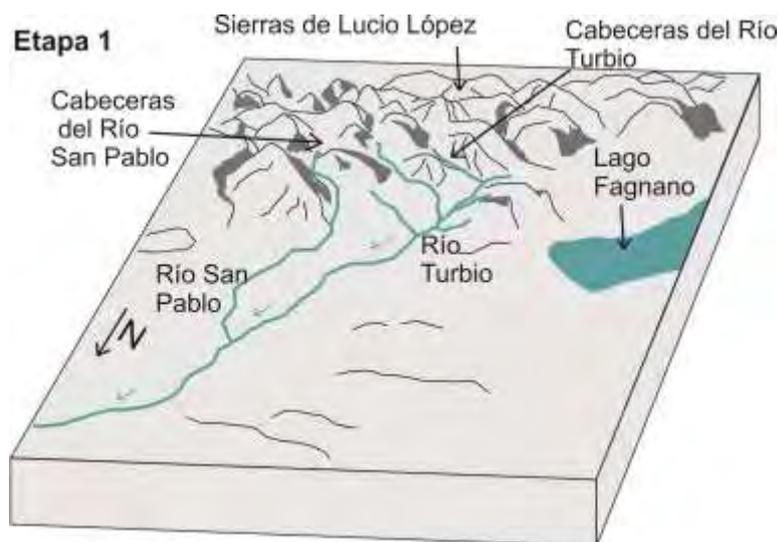


Figura 14: Bloques diagramas esquemáticos de las tres etapas de formación del abanico glacifluvial del río Turbio y su disección con el consecuente cambio de dirección y desvío del río hacia el lago Fagnano, fluyendo a lo largo del SFMF. Triángulo amarillo indica ubicación de la muestra datada en 26.000 ± 4500 A.P (ver anexo).

ID muestra	Coordenadas	Datos del análisis		Edad
		Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	
4887- AAT	54°32'46.50"S / 67°7'9.3"O	4.700 \pm 295	122,5	26.000 \pm 4.500

MANUSCRITO ACEPTADO